Tektonische Studien im Vorderrheintal

Von

Otto Ampferer

korr. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Mit 6 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 13. Dezember 1934)

Im Spätherbst 1934 konnte ich meine tektonischen Studien im Vorderrheintal dank einer Subvention der Akademie der Wissenschaften durch eine dreiwöchentliche Reise weiter fortführen.

Ich statte zunächst der Akademie meinen herzlichen Dank für diese Förderung ab und beginne gleich mit dem Bericht über die von mir erreichten Fortschritte und Einsichten.

Meine Aufmerksamkeit war vor allem drei Fragen gewidmet, und zwar der weiteren Untersuchung des Flimser Bergsturzes, der Wurzelzone der Glarner Decken im Vorderrheintale und dem Ostende der Glarner Alpen.

Es wäre in der kurzen Zeit von drei Wochen trotz vielem Wetterglück nicht möglich gewesen, in diesen schwierigen Fragen vorwärtszukommen ohne die ausgezeichnete Hilfe, welche hier das große neue Werk von J. Oberholzer über die Geologie der Glarner Alpen gewährt.

I. Flimser Bergsturz.

In den Jahren 1932 bis 1933 bin ich zu der Einsicht gekommen, daß die tieferen Kernmassen des sogenannten »Flimser Bergsturzes« eine tektonische Zerrüttungszone vorstellen, über welcher zunächst Grundmoräne des Rheingletschers (Würmmoräne) und darauf erst wirkliches Bergsturzblockwerk lagert.

Die Zeichnung (Fig. 1) führt diese Hauptanordnung der wichtigsten Bestandteile in einem Querschnitt übersichtlich vor.

Der Mylonit bildet dabei die Hauptmasse, welche auch allenthalben die Sohle der tiefen Rheinschlucht unterteuft.

Dabei bestehen die tiefsten sichtbaren Zonen dieses Mylonits aus einem schwarzen Kalkmylonit, den man besonders bei niedrigem Wasserstand an den Rheinanschnitten zwischen Kästris und Station Trins an vielen Stellen beobachten kann.

Aus dem so weit ausgedehnten und gleichmäßigen Auftreten dieses schwarzen Mylonits ist auf eine im allgemeinen flache Lagerung der hier zerdrückten Schichten zu schließen.

Über dem schwarzen Mylonit folgt dann in großer Mächtigkeit ein hellerer, blaugrauer Mylonit und über diesem ein gelbgrauer, welcher aber keine so weite Ausdehnung wie die beiden liegenden Mylonite besitzt.

Der letztere ist besonders klar an dem Abbruch der hohen Terrasse von Con aufgeschlossen, wie Fig. 1 näher vorführt.

Wir haben also eine regelmäßige, flachliegende Überlagerung vor uns, deren Schichten aber eine enorme innere Zerdrückung und Zerreibung aufweisen.

Der oberste Mylonit besteht aus Kreidekalken, der weitaus mächtigste, mittlere aus Malmkalken.

Welcher Schichtgruppe der schwarze Mylonit entspricht, ist mir unbekannt.

Jedenfalls lassen sich diese drei Mylonite unschwer auf eine ziemlich große Erstreckung übereinander beobachten.

Würde es sich hier wirklich nur um den Trümmerstrom eines riesigen Bergsturzes handeln, so wäre eine so strenge und regelmäßige Anordnung des Gesteinsmaterials wohl ausgeschlossen.

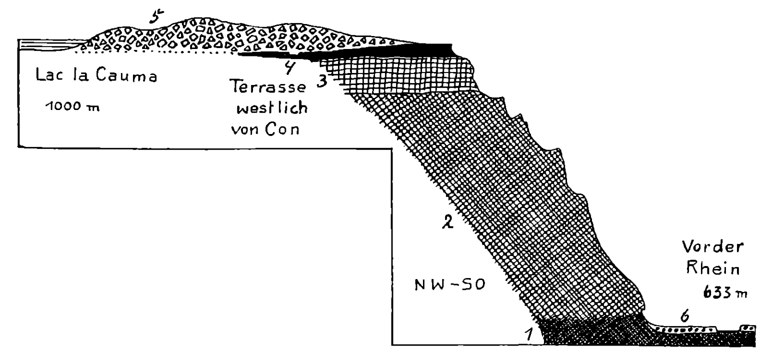


Fig. 1.

1 = Schwarzer, 2 = Blaugrauer, 3 = Gelbgrauer } Mylonit
4 = Grundmoräne des Rheingletschers
5 = Grobes Blockwerk
6 = Junge Rheinschotter

Es gibt aber auch noch andere Befunde, welche ebenfalls die Deutung als einheitliche Bergsturzmasse unmöglich machen.

Im Vorderrheintal und ebenso in den großen südlichen Seitentälern, im Safier und Lugnetzer Tal, kann man deutlich eine junge Hebung des ganzen Gebietes um einen Betrag von etwa 300 *m* erkennen.

Der Rhein und seine Zuflüsse haben sich hier tiefe, enge Schluchten eingefressen.

Steigt man über diese Schluchten empor, so trifft man auf weite ältere Talbodenformen.

Besonders schön sind diese jugendlichen Einschnitte im Vorderrheintal zwischen Ilanz und Truns, weiter an den Mündungen des Safier und Lugnetzer Tales zu verfolgen.

Sehr gut sind diese gehobenen und tief zerschnittenen älteren Talbodenreste an der Westseite der schönen Bündner Schieferberge Piz Riein—Piz Fess nahe der Mündung des Lugnetzer Tales in den Vorderrhein erhalten.

Auf den alten Talböden liegen hier, z. B. bei Sanina, mächtige, verkittete Schotter und Grundmoränen.

Das Lugnetzer Tal mündet etwas oberhalb von den westlichsten Resten der Mylonite (bei Kästris) in den Vorderrhein.

Das Safier Tal, welches dieselben alten Talbodenreste besitzt, ist aber an seiner Mündung noch auf eine längere Strecke in die Mylonitmassen selbst eingeschnitten.

Es ist nun interessant zu sehen, daß auch seine alten Talbodenleisten in die Mylonitmassen eingeschnitten sind (Fig. 2).

Das ist besonders klar an der Ostseite des Safier Tales an der Terrasse von Parstoign zu erkennen.

Daraus ist zu schließen, daß die Mylonitmassen bereits vor der Ausbildung dieser weiten, alten Talböden im Gebiete des Vorderrheins vorhanden waren.

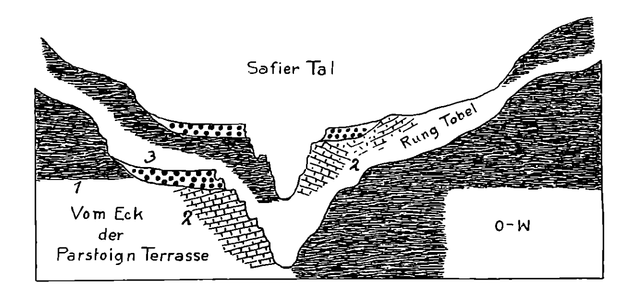


Fig.

1 = Bündner Schiefer
2 = Malmkalke, gut geschichtet, aber innerlich zertrümmert
3 = Feinschotter

Die Ansicht soll den breiten älteren Talboden und den jungen Einschnitt zeigen. Der ältere Talboden ist bereits in die Malmmylonite eingeschnitten und von Schottern überlagert.

In diese Mylonitmassen, welche also zum Grundgebirge gehören, wurden dann infolge der Landhebung ganz die gleichen tiefen und engen Schluchten eingeschnitten, wie in die Verrukanomassen oberhalb von Ilanz und in die Bündner Schiefer des Safier und Lugnetzer Tales.

Die breiten, älteren Talböden von Obersaxen, vom Lugnetzer und Safier Tal entsprechen daher gleichwertig der weiten, älteren Talbodenlandschaft von Flims.

In diese breiten, älteren Talböden sind nun die heutigen jungen Schluchten eingeschnitten, was auf die Zersägung einer Hebung des ganzen Talgebietes zurückzuführen ist.

Der Betrag dieser Hebung liegt etwa in der Größenordnung von 300 *m.*

Was ergibt sich nun aus dieser Einsicht in die Lage der breiten, älteren Talböden für das Bergsturzgebiet von Flims?

Da die Trümmermassen das heutige Bett des Vorderrheins unterteufen, muß die Talsohle, auf welche die angebliche Bergsturzmasse niederstürzte, notwendig tiefer als die heutige liegen.

Wir hätten also im Bereiche des Flimser Bergsturzes den älteren, breiten Talboden des Vorderrheins unterhalb der heutigen Talsohle zu suchen, während er in der ganzen Nachbarschaft hoch über den heutigen Talsohlen liegt.

Das ergibt eine unmögliche Zusammenschaltung.

Bestimmt liegt auch im Gebiete des Flimser Bergsturzes der ältere, breite Talboden nicht unter, sondern über der heutigen Talsohle.

Die jungen Taleinschnitte im Ilanzer Verrukano und in den Bündner Schiefern sind dem jungen Taleinschnitte in die Mylonitmassen völlig gleichgeordnet.

Der ältere Talboden ist bei Flims ganz in die Mylonitmassen eingeschnitten und mit Grundmoränen des Rheingletschers überzogen.

Erst auf diesen hohen, älteren Talboden sind dann die Bergstürze niedergegangen.

Es sollen nun noch die Verhältnisse der sogenannten Bergsturzmasse von Ems kurz zum Vergleich herangezogen werden.

Diese Bergsturzmasse ist wesentlich kleiner und besteht aus den Toma Hügeln der Umgebung von Ems im Rheintal. Diese Hügel sind zum Teil durch große Steinbrüche aufgeschlossen und zeigen wieder den stark zertrümmerten Malmkalk mit Auflagerungen von Grundmoränen und Blockwerk.

Es ist offenbar derselbe Mylonit wie in der Schlucht des Vorderrheintales.

An der Nordseite des Rheins erheben sich unmittelbar die felsigen Steilhänge des Calandas, welche im unteren Teile aus steil südfallenden, lebhaft grünen Epidotchloritschiefern bestehen, über denen dann der Sedimentmantel der jüngeren Schichten folgt.

Deutet man die Trümmermassen von Ems als Bergsturz, so kann derselbe erst niedergebrochen sein, als die Erosion das Calandagewölbe schon bis auf seinen Kern angeschnitten hatte.

Der breite, alte Talboden zieht hier, wie Fig. 3 zeigt, hoch über der Trümmermasse von Ems durch. In diesen alten, hohen Talboden ist der heutige mit schroffen Steilwänden eingeschnitten.

Auch diese Einschneidung muß schon vor dem Abbruch der Trümmermassen erfolgt sein, da ja die Trümmer bereits auf dem tiefen Talboden liegen.

Die Deutung als Bergsturz enthält zwei Unwahrscheinlichkeiten.

Einerseits bleibt es unerklärlich, warum die Emser Bergsturzmasse gerade am Fuße des Steilhanges aus Epidotchloritschiefer nicht selbst aus Trümmern dieses Gesteins besteht.

Anderseits ist man zu der Annahme gezwungen, daß der junge Talboden hier wesentlich unter dem heutigen Rheinbett zu suchen ist.

Nimmt man aber an, daß die Trümmermasse von Ems ebenfalls einen Mylonit vorstellt, der von der unwiderstehlichen Gewalt

der vorrückenden Masse der Bündner Schiefer ergriffen und an einen alten Steilrand des Calandas angepreßt wurde, so fallen diese Unwahrscheinlichkeiten weg.

Nach dieser Auffassung würde also die Trümmermasse von Ems, wenn man von oberflächlichen Bergsturzblöcken absieht, von S her gegen den Steilhang des Calandas angeschoben sein.

Die Einschneidung der jungen Engschlucht des Vorderrheins ist aber auch keineswegs ganz gleichmäßig erfolgt.

Mindestens einmal ist auch hier die Tiefersägung von einer beträchtlichen Aufschotterung unterbrochen worden.

In dem Winkel zwischen Vorder- und Hinterrhein liegt die breite Schotterterrasse von Bonaduz eingeschaltet.

Gegen den Hinterrhein bricht diese Terrasse bei Rhäzüns schroff ab. Die Feinschotter, welche die Bonaduzer Terrasse zur

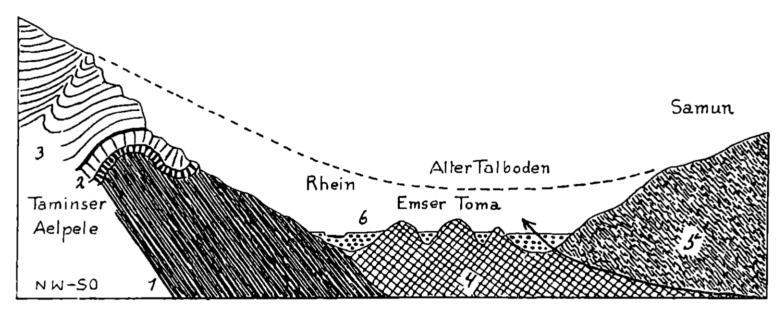


Fig. 3.

1 = Epidotchloritschiefer, 2 = Trias, 3 = Jura } des Calandas

4 = Mylonite und Schollen
5 = Bündner Schiefer
6 = Rheinschotter

Hauptsache aufbauen, lassen sich aber in vielen Resten auch im Hinterrheintal noch weit talauf verfolgen.

Im Vorderrheintal hat aber die Bonaduzer Terrasse eine unmittelbare Fortsetzung von einer Länge von $4^1/_2$ *km*.

Sie endet südlich des Rheins oberhalb von Station Trins, findet aber gleich an der Nordseite des Flusses eine entsprechende Fortsetzung in der Terrasse von La Ransum. Der ganze Terrassenzug hat ein ziemlich gleichmäßiges Gefälle von W gegen O.

Dasselbe beträgt von La Ransum (788 *m*) bis Bonaduz (658 *m*) auf einer Strecke von zirka $5^1/_2$ *km* also 130 *m*.

Das Gefälle des Vorderrheins beträgt heute auf derselben Strecke nur zirka 56 *m*.

Die Oberfläche dieser Aufschotterung zeigt also ein wesentlich steileres Gefälle als der heutige Rheinlauf. Das hängt wahrscheinlich mit der späteren, offenbar ungleichen Landhebung zusammen. Gegenüber von Station Trins kann man beobachten, daß die Aufschotterung dieser Terrasse auch einen tiefen Graben erfüllt, der sich hier fast bis zur heutigen Rheinsohle herabzieht.

Es war also hier das Vorderrheintal fast bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten, als offenbar eine Landsenkung eintrat, welche zu einer Verschüttung von mehr als 100 *m* Mächtigkeit Anlaß gab.

Später hat der Rhein bei neuerlicher Hebung seine Sägearbeit wieder aufgenommen und die ganze Aufschotterung durchschnitten.

Diese starke Aufschotterung, die in den unteren Teilen vor allem von Feinschottern besorgt wird, erinnert an eine ähnliche Aufschotterung im Gebiete des Hinterrheins bei Rhäzüns, welche ich in diesen Sitzungsberichten im Jahre 1934 beschrieben habe.

Die durch diese Aufschotterung angezeigte Landsenkung hat also den Hinter- und den Vorderrhein gleichzeitig ergriffen.

Im N stoßen die Mylonitmassen unmittelbar an den Südabfall der Glarner Alpen.

Dieser Südabfall war zur Zeit des Anschubs der Rheintalmylonite ein ziemlich steiler Erosionshang.

Infolge dieses tiefen Erosionseinschnittes konnten die Mylonite in der Gegend zwischen Reichenau—Station Trins bis an den Kern des Aarmassivs angepreßt werden, der hier aus steil aufgerichteten Epidotchloritschiefern besteht.

Im W übergreifen die Mylonite in dem Laaxer Tobel die dem Aarmassiv aufgeschobenen Verrukanomassen. Der Anschub der Rheintalmylonite kann daher erst nach der Erosion der Verrukanodecken erfolgt sein. Wir erhalten also für den Anschub dieser Mylonite eine relativ jugendliche Zeitangabe.

II. Wurzelzone des Vorderrheintales.

Bei der Erklärung der Überfaltungsdecken der Glarner Alpen spielen die Wurzelzonen im Bereiche des Vorderrheintales eine große Rolle.

Nach dem Vorstellungskreis des Nappismus sollen ja die Überfaltungsdecken nur außerordentlich lange, einseitige Falten sein, welche aus einer enormen Zusammenpressung von Sätteln entstanden.

Ich habe mich nun im Jahre 1934 bemüht, in diesen Sitzungsberichten klarzustellen, daß der heute dank der vieljährigen Arbeit von J. Oberholzer hervorragend gut erforschte Bau der Glarner Decken nicht für eine Ableitung aus liegenden Riesenfalten spricht, sondern eine Deutung als Gleitmassen wahrscheinlicher erscheint.

Ich habe mich bei dieser Gelegenheit weiter auch dafür ausgesprochen, daß die Bahnfläche, auf welcher diese Gleitungen vor sich gegangen sind, eine bereits tief zerschnittene Landoberfläche war, welche erst durch die Gewalt der darübergleitenden Massen jene weitgehende Glättung erfahren hat, welche sie heute noch zeigt.

Vom Standpunkt dieser Auffassung war es nun wichtig, die Verhältnisse an der Südseite der Glarner Alpen eingehender zu untersuchen.

Ich habe diese Untersuchung nur auf der kurzen Strecke zwischen Flims und Val Punteglias durchführen können und bin dabei zu folgender Einsicht gekommen.

Auf dieser Strecke schmiegt sich eine riesige Verrukanomasse an den Südabfall der Glarner Alpen, welche mit ihren oberen Teilen auch heute noch stellenweise den Hauptkamm überschreitet.

Es ist dabei recht wahrscheinlich, daß vor dem Eingreifen der Erosion hier vom Calanda bis zum Tödi eine geschlossene Überdeckung mit Verrukanomassen vorhanden war.

Für das Studium der Beschaffenheit des Südabfalles der Glarner Alpen bietet diese auch heute noch streckenweise nicht zerstörte völlige Überdeckung mit Verrukano eine wichtige Stütze der Beobachtungen.

Durch diese Überdeckung ist die alte Oberfläche des Sedimentmantels des Aarmassivzuges auch heute noch der Beobachtung zugänglich geblieben.

In dem Gebiet östlich von Flims ist die Verrukanodecke nur mehr in kleinen Kuppen auf dem Scheitel des Flimser Steins und an der kühnen Ringelspitze vorhanden.

Die Südgrenze der Glarner Alpen aber wird von einem steilen Erosionsrand bestimmt, der in der Gegend zwischen Trins und Felsberg sogar noch den Kern des Aarmassivs bloßgelegt hat.

Westlich von Flims begegnen wir nach Überschreitung der mächtigen Bergsturz- und Moränenmassen im Einschnitt des Laaxer Baches der Fortsetzung desselben Steilrandes. In diesem Bacheinschnitt kann man nun den Steilrand bis nahe unter die Sagenser Furka verfolgen.

Südlich des Laaxer Baches hat man dabei hin und hin die furchtbar verdrückten und verschuppten grünen Verrukanomassen, nördlich desselben die festen Steilwände aus Jura- und Kreidekalken.

Der Verrukano ist hier im Gehänge des Crap S. Gion in großem Umfang zu einer grünen Teigmasse vermahlen.

Ich habe in diesen Sitzungsberichten einen Querschnitt von der Alpe Sagens über den Laaxer Bach gegen den Crap S. Gion veröffentlicht und dabei für das Grenzverhältnis Verrukano-Sedimentmantel zwei Erklärungsmöglichkeiten offengelassen.

An der abgebildeten Stelle kann man in Zweifel sein, ob hier zwischen der Verrukanomasse und der Kalkwand eine tektonische Störung oder ein alter Erosionsrand verläuft.

Verfolgt man aber diese Grenze weiter nach W, so ergibt sich, daß nur die Annahme eines alten Erosionsrandes den Aufschlüssen entspricht.

Es legen sich nämlich sowohl an der Ost- wie an der Westseite der Sagenser Furka flach geschichtete, schiefrige Verrukanomassen über diesen schroffen Steilrand und ziehen weiter bis zum Gipfel des Vorab empor.

Besonders schön und lehrreich sind die Aufschlüsse dieser Überdeckung in dem weiten Karraum an der Südseite des Vorab, welcher zur Alpe Ruschein herabzieht.

Die Umrandung dieses mächtigen Hohlraumes bilden dunkle Kämme aus flach gelagerten grünen Verrukanomassen, während der Felsboden aus den hellen Kalken des jungen Sedimentmantels besteht.

Die Aufschiebung der Verrukanomassen ist hier in wahrhaft großartigen Umrissen erschlossen.

Die Grenzverhältnisse zwischen der hangenden Verrukanodecke und dem Sedimentmantel sind völlig klar zu überschauen.

Wie die Zeichnung (Fig. 4) ergibt, halten die Verrukanomassen nur ein wenig steileres Südfalten als der Sedimentmantel ein.

Die Grenze selbst senkt sich von der Scheitelhöhe unter dem Gipfel des Vorab in gerundeten Steilstufen in den Hintergrund des Sether Tobels hinab, wo sie bei zirka 1800 *m* Höhe untertaucht.

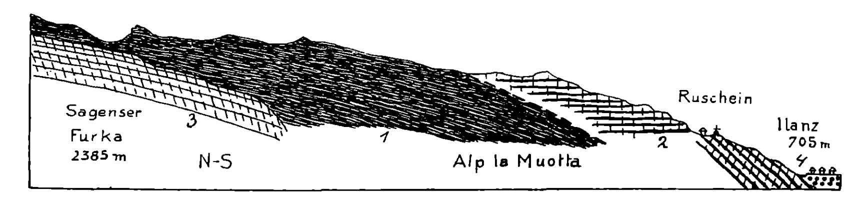


Fig. 4.

1 = Schiefriger, phyllitischer Verrukano mit Quarzporphyrlager, heftig verschuppt und mylonisiert
2 = Dickbankiger Ilanzer Verrukano
3 = Kreide- und Jurakalke des Sedimentmantels des Aarmassivs
4 = Rheinschotter

Wir besitzen von J. Oberholzer zwei schöne Querschnitte zu beiden Seiten des Sether Tobels.

Nach seiner Darstellung ist die Grenze zwischen der Verrukanodecke und den Jungsedimenten eine glatte Überfaltungs- oder Überschiebungsfläche.

Das stimmt mit meinen Befunden nicht überein.

Die Grenze zwischen den Jungsedimenten und der Verrukanomasse schneidet sowohl die Schichtung im Liegenden wie auch im Hangenden.

Die jungen Jura-Kreidesedimente zeigen dabei vielfach eine deutlich ausgeprägte Klüftung, die steiler als die Grenzfläche einfällt.

Es ist daselbe Klüftungssystem, welches wir auch weiter östlich bei Alpe Sagens, am Flimser Stein, an der Südseite der Ringelspitze beobachten konnten.

Die Verrukanomasse selbst zeigt zwischen Laaxer und Sether Tobel eine ganz außerordentliche Zerrüttung und Verschuppung. Dabei ist das Einfallen mäßig steil gegen S gerichtet.

Erst auf der Terrasse von Ruschein und Ladir kommt man dann in den Bereich des völlig andersartigen Ilanzer Verrukano.

Dieser weißlich-grünliche, grobkörnige und feste Verrukano ist von dem schiefrigen Verrukano sehr verschieden.

Oberholzer bringt auf seinen Profilen diese große Verschiedenheit der beiden Verrukanomassen vor allem dadurch zum Ausdruck, daß er die weit größere nördliche Masse als Kern der »Mürtschendecke«, die kleinere südliche als Kern der »Axendecke« bezeichnet.

Die Trennungsfuge erscheint als glatte Schubfläche eingetragen, was auch nach meiner Einsicht richtig sein dürfte, wenn diese Fläche auch nirgends klar erschlossen ist.

Unsere große Verrukanomasse besteht also aus zwei recht verschiedenartigen Teilen, welche durch eine steile Bewegungsfläche voneinander getrennt werden.

Im N ist die Verrukanomasse auf ein Steilrelief des Sedimentmantels des Aarmassivs aufgeschoben.

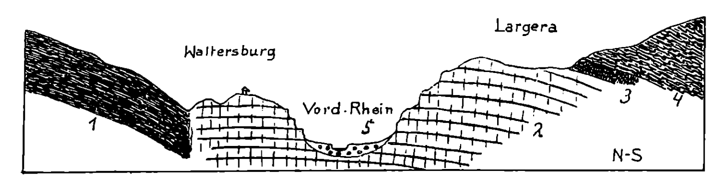


Fig. 5.

1 = Schiefriger, phyllitischer Verrukano
2 = Fester, dickbankiger Ilanzer Verrukano, vertikal zerklüftet
3 = Rötidolomit und Rauhwacke
4 = Bündner Schiefer
5 = Rheinschotter

Im S wird dann der Ilanzer Verrukano von Rötidolomit und Rauhwacken überlagert und von Bündner Schiefern überschoben.

Der Ilanzer Verrukano bildet zu beiden Seiten der Rheinschlucht zwischen Ilanz und Truns eine flache, breite Kuppel, wie Fig. 5 veranschaulichen soll.

Die mächtigen Bänke zeigen nicht nur eine ganz flache Lagerung, sondern auch eine intensive, senkrechte Zerklüftung. Die Kluftflächen selbst sind vorherrschend rauhzackige Zerreißungsklüfte.

Überlagert wird diese Verrukanokuppel von Rötidolomit und Rauhwacken, welche streckenweise eine beträchtliche Mächtigkeit besitzen und eine von O gegen W gerichtete Faltungsstruktur aufweisen.

Im S taucht dann das Verrukanogewölbe unter die Bündner Schiefer des Mundaunkammes hinab.

Wir halten also fest, daß die zwei Verrukanomassen des Vorderrheintales nach Material und Bau recht verschieden sind.

Der schiefrige Verrukano ruht auf dem Scheitel der Glarner Alpen und fällt von dort mäßig steil gegen das Rheintal ab. Er

enthält vielfach dünnschichtige, feinrunzelige, graphitische Tonschiefer, wahrscheinlich karbonen Alters.

Außerdem ist er durch und durch mylonitisiert.

Der feste Ilanzer Verrukano aber bildet zu beiden Rheinseiten eine flache, von Zereißungsklüften aufgelockerte Kuppel mit einem Dach von Rötidolomit und Rauhwacken.

Diese beiden Verrukanogruppen kann man nicht ohne Gewalttätigkeit zu einem Sattelkern verbinden.

Ebenso unmöglich ist es aber auch, daraus zwei Sattelkerne zu formen.

Der Ilanzer Verrukano bildet zwar einen Sattel, aber derselbe ist für einen enorm gepreßten Kern viel zu flach.

Die nördliche Verrukanomasse zeigt aber überhaupt keinen Sattelbau, sondern nur eine gewaltige Verschieferung und Anstauung. Sie enthält auch ältere Schichtenteile.

Zudem wären doch zwischen den beiden Sattelkernen noch Reste der hieher gehörigen Muldenzone zu erwarten.

Sie fehlen gänzlich.

Die beiden Verrukanomassen verhalten sich vielmehr zu einander wie zwei verschiedene, durch eine Bewegungsfuge getrennte Schub- oder Gleitmassen.

Bau und Lagerung der Verrukanodecken sind also auf der Nord- und Südseite des Hauptkammes der Glarner Alpen nicht wesentlich verschieden.

Auch auf der Nordseite des Hauptkammes treten nirgends mehr als zwei Verrukanodecken übereinander auf. Ihre Lagerung ist auf der Nordseite flacher als auf der Südseite. Sowohl auf der Nord- als auch auf der Südseite sind zwischen den Verrukanodecken nirgends jüngere oder ältere Schichten eingeschaltet.

Die größte Mächtigkeit des Verrukano einer Decke beträgt auf der Nordseite etwa 1 *km*, auf der Südseite etwa das Doppelte.

Die mächtigere Masse ist auf beiden Seiten jeweils die tiefer liegende.

Keine von diesen Eigenschaften gestattet, zwischen den Verrukanodecken auf der Nord- und Südseite des Hauptkammes einen wesentlichen Unterschied zu machen.

Worauf kann sich also die Bezeichnung »Wurzelzone« für die Verrukanodecken des Vorderrheintales stützen?

Offenbar nur darauf, daß die Verrukanodecken der Nordseite deutlich auf der Glarner Tertiärmulde liegen, wogegen die Verrukanodecken des Vorderrheintales untertauchen sollen.

Dieses Untertauchen kann man aber im Bereiche des Vorderrheintales nur für die südliche Verrukanomasse beobachten.

Diese Masse taucht in flacher Neigung unter die gewaltige Bündner Schieferdecke des Piz Mundaunkammes ein.

Richtiger beschrieben, liegt auch hier kein steiles Hinabtauchen in die Tiefe vor, sondern lediglich die Überwältigung durch den Vormarsch der Bündner Schiefer.

Noch weniger kann man ein richtiges Untertauchen aber von der nördlichen Verrukanomasse behaupten.

Die nördliche Verrukanomasse ist an den Steilrand des Sedimentmantels der Aarmassivzone angepreßt.

Dieser Steilrand der jungen Schichten läßt sich westwärts bis ins Val Frisal deutlich verfolgen, wo er aber dann stark an Bedeutung verliert.

Im Gebiet der Tödigruppe sehen wir diesen Rand von der unteren Frisallücke quer unter dem Puntegliasgletscher durch über die Gliemslücke ins Val Ruschein streichen.

Die südlich von dieser auffallenden Linie gelegenen Berggruppen der Brigelser Hörner und des Piz Ner bestehen schon nicht mehr aus unserem Verrukano, sondern vor allem aus krystallinen Gesteinen des Aarmassivs, unter denen der prachtvolle Puntegliasgranit mit seinem unversehrten Großkrystallverband besonders hervorsticht.

An der Westseite der Brigelser Hörner ist am Kavestrau die schroff diskordante Überlagerung dieses Granits durch den jungen Sedimentmantel ausgezeichnet erschlossen.

Wir befinden uns also hier schon im Innern des Aarmassivs.

Die Gruppe der Brigelser Hörner erscheint an der Störung der unteren Frisallücke etwa um 300 *m* gegenüber von Bifertenstock und Tödi gehoben.

Die Decke der Verrukanomassen lag daher hier offenbar über den Gipfeln der Brigelser Hörner und ist so der Erosion schon längst zum Opfer gefallen.

Es zeigen aber die Brigelser Hörner eine lebhafte, gegen N zu überkippte Faltung, welche wohl unter der Last der nordwärts wandernden Verrukanodecken entstanden sein dürfte.

Die Masse der Brigelser Hörner und des Piz Ner springt etwa 3 bis 4 *km* weit vom Steilrand im Val Frisal gegen S vor.

Es ist nun von Interesse zu beachten, daß schon eine Hebung um zirka 300 *m* hier genügt hat, um unter der nördlichen Verrukanodecke bereits einen Streifen des Aarmassivs in die Höhe zu bringen.

Daraus können wir schließen, daß auch weiter östlich unter den großen Verrukanomassen in ziemlich geringer Tiefe noch Teile des Aarmassivs samt ihrem jungen Sedimentmantel anstehen.

Das heißt mit anderen Worten, auch die nördliche Verrukanomasse des Vorderrheintales setzt nicht steil in große Tiefen hinab, sondern wird noch von Teilen des gesenkten Aarmassivs unterlagert.

Wir werden also zu dem Urteil geführt, daß die Verrukanomassen des Vorderrheintales nicht den Bau von sogenannten Wurzelzonen, sondern den von Bewegungsdecken besitzen.

Nachdem sich schon früher herausgestellt hat, daß die Verrukanodecken an der Nordseite des Hauptkammes Gleitdecken sind, ist dies nun auch für diejenigen an der Südseite wahrscheinlich geworden.

Von diesem Standpunkte aus erscheint die gewaltige Zertrümmerung und Anschoppung der unteren Teile der nördlichen Verrukanodecke als Reibungsstruktur bei der Überwindung des Anstieges auf den Hauptkamm leichter verständlich.

Die Verrukanodecken enden also keineswegs im Vorderrheintal. Sie werden dort nur von der gewaltigen Schubmasse der Bündner Schiefer eingedeckt. Diese Schubmasse hat hier ihren Riesenvormarsch beendet und dabei sowohl das Heimatland der Gleitdecken als auch noch südliche Teile des Aarmassivs samt den darauf liegenden Resten der Verrukanodecken unter sich begraben.

Ostende der Glarner Alpen.

Wir haben erkannt, daß an der Südseite der Glarner Alpen eine junge gewaltige Anschiebung von Bündner Schiefern vorhanden ist, welche nicht nur das Stammland der Gleitdecken, sondern auch noch größere Teile des Aarmassivs überwältigt hat.

Es ist nun von Interesse, die tektonischen Zusammenhänge auch an der Ostseite der Glarner Alpen in die Betrachtung und Überlegung hereinzuziehen.

Bekanntlich tauchen die Glarner Alpen mit dem merkwürdigen Bauwerk des Calandas im Rheintal unter, um ostwärts nirgends mehr zu erscheinen.

Wie an der Südseite der Glarner Alpen, drängen sich auch an ihrer Ostseite riesige Massen von Bündner Schiefern heran, alles unter sich verhüllend.

Vom Standpunkt des Nappismus hat man sich für dieses Untertauchen der Glarner Alpen eine sehr einfache Lösung zurechtgelegt. Man bringt dasselbe kurzerhand mit dem Absinken der großen Kulmination des Aarmassivs in Verbindung.

Infolge dieses Absinkens gegen O stellen sich in dieser Richtung immer höhere Decken ein, welche auf dem hohen Scheitel der Kulmination schon längst abgetragen sein sollen.

Diese Erklärung ist zwar einfach, aber nicht zutreffend.

Sie hat zur Voraussetzung, daß im Bereiche des Aarmassivs eine mehrfach größere Abtragung stattgefunden habe als in seiner Umgebung. Das ist sehr unwahrscheinlich.

Weiter ist die Einmuldung der Glarner Senke und die Aufwölbung des Doms von Vättis dem endgültigen Untertauchen an der Rheinlinie vorgeschaltet.

Während aber die Kulmination des Aarmassivs wirklich eine gewaltige Woge bedeutet, sind die Glarner Senke und der Vättiser Dom nur mehr kleine Wellen darauf. Das Gefälle der Kulmination des Aarmassivs gegen O könnte aber nur zu Gleitungen und Faltungen in der Richtung von der Kulmination gegen die benachbarte Silvretta-Ötztaler Depression führen.

Hier handelt es sich aber gerade im Gegenteil um eine gewaltige junge Massenbewegung von O gegen W, welche auch noch die Glarner Alpen ergriffen hat.

Diese Bewegung fließt nicht von der Höhe der Kulmination herunter, sondern steigt gegen dieselbe hinan.

Sie hat die Ostalpen hier gegen die Westalpen herangetragen.

In den letzten Jahren habe ich diese jungen und einflußreichen O-W Bewegungen in Vorarlberg und besonders im Rätikongebirge bei der Landesaufnahme genauer verfolgt und auch im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt mehr darüber berichtet.

Diese O-W Bewegungen machen nun keineswegs an der Rheingrenze halt, sondern überschreiten dieselbe noch in voller Wirksamkeit.

Die hier vorhandene weitgehende Zerlegung in viele kleinere übereinandergeschobene und oft mit Stirnfaltung versehene Schuppen kann man niemals als lediglich Wirkung eines gegen O zu abfallenden Achsengefälles der Aarmassiv-Kulmination verstehen.

Die Übereinanderschiebung und Stirnfaltung ist hier in einem O-W Schnitt annähernd ebenso lebhaft wie etwa in einem N-S Schnitt.

Nun ist es aber mechanisch unmöglich, daß eine Bewegung, die z. B. von S gegen N vorschreitet, gleichzeitig dasselbe Maß von Zusammenschub auch in der dazu senkrechten O-W Richtung bewirkt.

Wohl aber ist es möglich, daß der Zusammenschub in der Bewegungsrichtung, z. B. mit Zerrung in der dazu senkrechten Richtung verbunden ist.

Wir halten also fest, daß es unmöglich ist, einen starken Zusammenschub von S gegen N gleichzeitig mit einem ähnlichen von O gegen W zu verknüpfen.

Wenn daher ein gleichzeitiges Auftreten dieser Wirkungen unmöglich ist, so bleibt nichts anderes übrig, als an ein zeitliches Nacheinander zu denken.

Ich habe nun aus dem Gebiet des Rätikons Stellen beschrieben, wo man deutlich ablesen kann, daß die Bewegung von S gegen N weitaus älter als jene von O gegen W gewesen sein muß. Die O-W Bewegung hat vielmehr erst eingegriffen, als die Bauwerke der S-N Bewegung stellenweise schon wieder tief abgetragen waren. Infolge dieser Zerschneidung der Gebirgsmassen trägt die jüngere O-W Bewegung vielfach die Anzeichen von Kerbwirkungen zur Schau.

Die O-W Bewegungen sind auch sonst in Veranlassung und Ausführung von den S-N Bewegungen grundverschieden. Während für die S-N Bewegungen in den Alpen vor allem Gleitvorgänge größten Stiles in Betracht kommen, ist dies für die O-W Bewegungen ausgeschlossen.

Einerseits war das Schichtmaterial durch die Gleitfaltung bereits versteift, anderseits waren ja auch im Streichen der Alpen keine genügenden Gefälle vorhanden. Die Gleitfaltung konnte in

großem Umfang frisch geborene, unverletzte Meeressedimente in einseitige Bewegung vorsetzen, wogegen alle nachfolgenden Faltungen und Schiebungen schon mit fertigen Bauwerken oder deren Ruinen zu schaffen hatten.

Das ergibt für die Bauausführung tiefe Unterschiede, etwa so, als ob man in einem Fall ein Haus aus frischem Material, in anderem aber aus den Trümmern eines alten Gebäudes aufrichtete.

Der Anschub der Bündner Schiefer gegen die Glarner Alpen ist am Ostende der letzteren deutlich genug zu verspüren.

Die Glarner Alpen enden hier mit dem mächtigen Eckbau des Calandas.

Innerhalb des Calandas vollzieht sich nun eine Umschwenkung des Bauplanes aus der O-W in die SW-NO Richtung.

Die Felsen und Schuppen erscheinen hier immer enger gepreßt. Die Kalke gehen dabei zum Teil sogar in Marmor über.

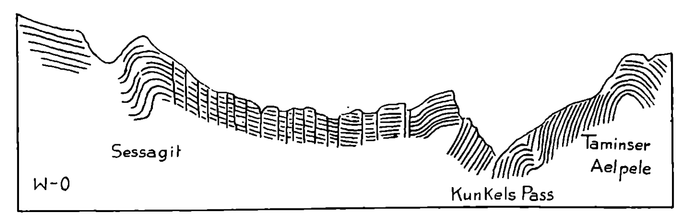


Fig. 6.

Faltung in den Malmkalken zwischen Calanda im O und Ringelspitzgruppe im W.

Auch das Auftauchen der krystallinen Gesteine an der Westseite des Calandas bei Vättis steht mit diesem machtvollen Anschub von O her in Zusammenhang, wie man aus der gegen W zu steileren Form der Aufwölbung ablesen kann.

Sehr klar ist diese lebhafte O-W Faltung auch zu beiden Seiten des Kunkelspasses zwischen Calanda im O und Ringelspitzmassiv im W zu erkennen, wie Fig. 6 vorführt.

Wir sehen also, daß der Calanda einen Doppelbau besitzt.

Zuerst wurde er in der Richtung von S gegen N aufgefaltet, überschoben und von den Glarner Decken überfahren.

Später wurde dieses Bauwerk oder genauer gesagt seine Ruine durch Anschub von O her in jene Schrägstellung hineingedrängt, welche sie auch heute auszeichnet.

Jedenfalls kann man die hier nur in aller Kürze gestreiften Erscheinungen nicht mit dem Hinweis auf ein Axialgefälle der Kulmination des Aarmassivs erledigen.

Vielmehr steht man hier vor den Wahrzeichen einer großartigen und relativ jungen Massenbewegung, welche von O gegen W gerichtet war.